

El Paleógeno del sector suroccidental de la Cuenca del Duero: nueva división estratigráfica y controles sobre su sedimentación.

J.I. SANTISTEBAN⁽¹⁾, R. MEDIA VILLA⁽¹⁾ y A. MARTIN-SERRANO⁽²⁾

(1) Instituto Tecnológico Geominero de España. C/Toro, 84-90, 37002-Salamanca.

(2) Instituto Tecnológico Geominero de España. C/Ríos Rosas, 19, 28003-Madrid.

RESUMEN

Como resultado de un detallado trabajo cartográfico, estratigráfico y sedimentológico, se propone la división del Paleógeno del sector suroccidental de la Cuenca del Duero en cuatro U.T.S. limitadas por discordancias. Estas U.T.S., que abarcan desde el tránsito Cretácico superior-Paleoceno hasta el Oligoceno, incluyen distintas unidades litoestratigráficas que son reordenadas, modificando la sucesión estratigráfica propuesta por los autores anteriores. Se asigna a la U.T.S. MC una edad Cretácico superior-Paleoceno. Se individualiza el Eoceno inferior (U.T.S. P1) en la zona de Salamanca. Se reinterpreta la relación existente entre los materiales del Eoceno medio-superior y los del Eoceno superior-Oligoceno considerándolos en tránsito por lo que se asignan a una única U.T.S. (U.T.S. P2, Eoceno medio-Oligoceno inferior). Se incluyen en la U.T.S. P3 (Oligoceno superior) los sedimentos arcóscicos anteriormente considerados como Vallesienses. Así mismo, se considera que gran parte de los materiales asignados al mioceno inferior son sedimentos paleógenos afectados por un proceso de alteración de edad Miocena, lo que implica una variación en la extensión y límites de la cuenca neógena en su extremo SO.

Se analiza la evolución de las distintas U.T.S. deduciendo un carácter tectónico para las megasecuencias propuestas relacionado con el progresivo levantamiento de las áreas fuente. El clima muestra un tránsito desde condiciones tropicales sin estaciones contrastadas (U.T.S. MC) hasta un clima mediterráneo árido (U.T.S. P3) con una estación seca muy marcada y una corta estación húmeda caracterizada por violentas avenidas.

Palabras clave: Cuenca del Duero. Estratigrafía. Paleógeno. Sedimentación continental. Controles sedimentarios.

ABSTRACT

A Paleogene four-fold stratigraphical division is proposed here as result from the detailed studies carried out during the elaboration of 22 sheets of the Geological Map of Spain (E. 1:50.000).

This units (T.S.U.) are limited by regional discordances and they have a Upper Cretaceous to Oligocene ages.

The previous stratigraphical schemes are rearranged due to the different stratigraphical relations observed between the lithostratigraphical units proposed by other workers (Jiménez, 1970; Corrochano, 1977; Alonso, 1981...).

An Upper Cretaceous-Paleocene age is assumed to T.S.U. MC which is mainly composed by siliciclastic sediments strongly silicified forming a FU megasequence. It is interpreted as braided streams that flowed downslope filling paleovalleys eroded onto Paleozoic materials. Mineralogical features point to a tropical climate.

Lower Eocene (T.S.U. P1) is identified in the Salamanca area, where it was considered as lacking. It is composed by arkosic sediments forming a CU megasequence. Fossil faunas of this T.S.U. record a subtropical climate. It is observed a transition from high sinuosity streams to braided ones.

T.S.U. P2 (Middle Eocene-Lower Oligocene) is composed of two lithostratigraphical units previously considered as bounded by a discordance (Alonso, 1981). It has a subarkosic to lithic nature and forms a CU megasequence. This unit records a subtropical climate with short arid periods and is interpreted as braided streams showing an increasing stability and environmental energy to the top.

T.S.U. P3 (Upper Oligocene) is composed by arkosic sediments previously considered of Vallesian (Middle to Upper Miocene) age. They form a CU megasequence that records braided streams prograding basinward from higher areas. Palynological associations and pedological features indicate an arid mediterranean climate with long arid periods and a short rainy season with strong floods.

We consider that most of Lower Miocene sediments are of Paleogene age. They are affected by a widespread alteration profile developed along Lower Miocene that masked its more significative features.

Sedimentological analysis of T.S.U. shows that its megasequentiality is related to the rates of tectonical uplift of source areas whereas a distensive regime developed in the sedimentation basin.

Key-words: Duero Basin. Stratigraphy. Paleogene. Continental deposits. Controls on sedimentation.

INTRODUCCION

En el borde oeste de la Cuenca del Duero (provincias de Zamora y Salamanca) (Fig. 1) aflora una serie de edad Cretácico superior-Neógeno integrada mayo-

ritariamente por depósitos siliciclásticos que, en líneas generales, constituyen el registro de ambientes aluviales en las cercanías de un borde de cuenca moderadamente activo afectado por fracturas de direcciones hercínicas y tardihercínicas (Fig. 2).

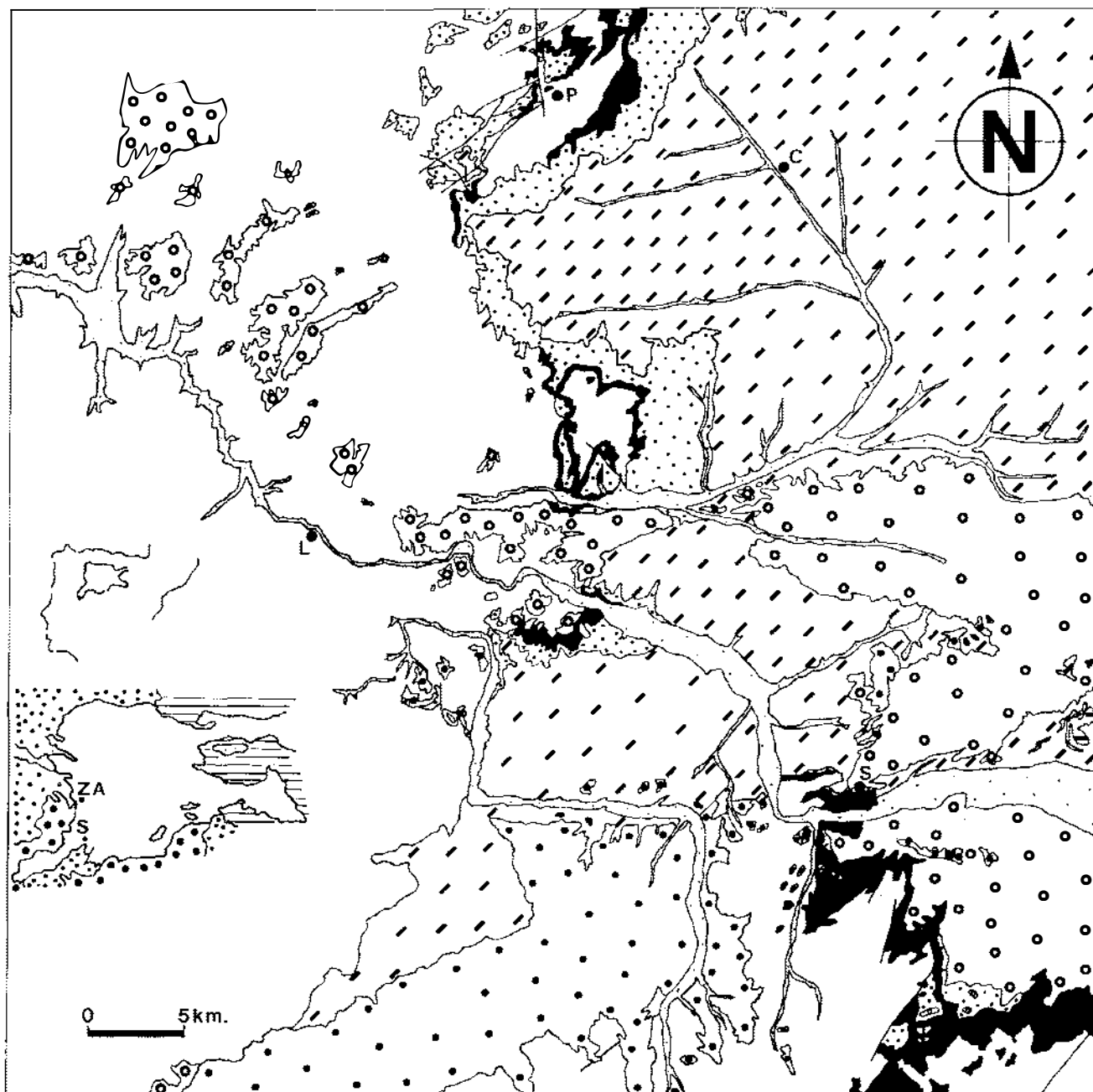


Figura 1.- Cartografía del Terciario. P: Peñausende, C: El Cubo del Vino, L: Ledesma, S: Salamanca. Leyenda, 1: Zócalo, 2: U.T.S. MC, C: U.T.S. P1, 4: U.T.S. P2 (a: areniscas rojas, b: areniscas blancas), 5: U.T.S. P3, 6: Neógeno, 7: Cuaternario, 8: fallas.

Figure 1.- Tertiary cartography. P: Peñausende, C: El Cubo del Vino, L: Ledesma, S: Salamanca. Legend, 1: Socle, 2: U.T.S. MC, C: U.T.S. P1, 4: U.T.S. P2 (a: red sandstones, b: white sandstones), 5: U.T.S. P3, 6: Neogene, 7: Quaternary, 8: faults.

Las principales aportaciones sobre la estratigrafía de este borde de la cuenca se recogen en la Tabla I y se deben a Jiménez (1970, 1972, 1973, 1974), I.G.M.E. (1980), Corrochano (1977, 1982), Alonso (1981, 1983, 1984, 1986) y Cordero *et al.* (1982).

La incorporación de nuevos datos que se obtuvieron durante la elaboración de los proyectos «Confección de las hojas del mapa geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) nos. 422, 423, 424, 448 bis, 449, 450, 451, 452, 274, 275, 276 y 500» y «Confección de las hojas del mapa geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) nos. 477, 478, 501, 502, 503, 528, 728,

729, 734 y 735» nos ha permitido ampliar y concretar los conocimientos sobre la estratigrafía y evolución tectosedimentaria del borde oeste de la Cuenca del Duero. Como resultado de todo ello se han diferenciado cuatro U.T.S. (*sensu* Megías, 1982) dentro del Paleógeno de esta zona (Fig. 3) caracterizadas por su extensión regional, polaridad sedimentaria y límites definidos por discordancias tectónicas de rango regional.

La nomenclatura seguida para las facies fluviales es la propuesta por Miall (1981).

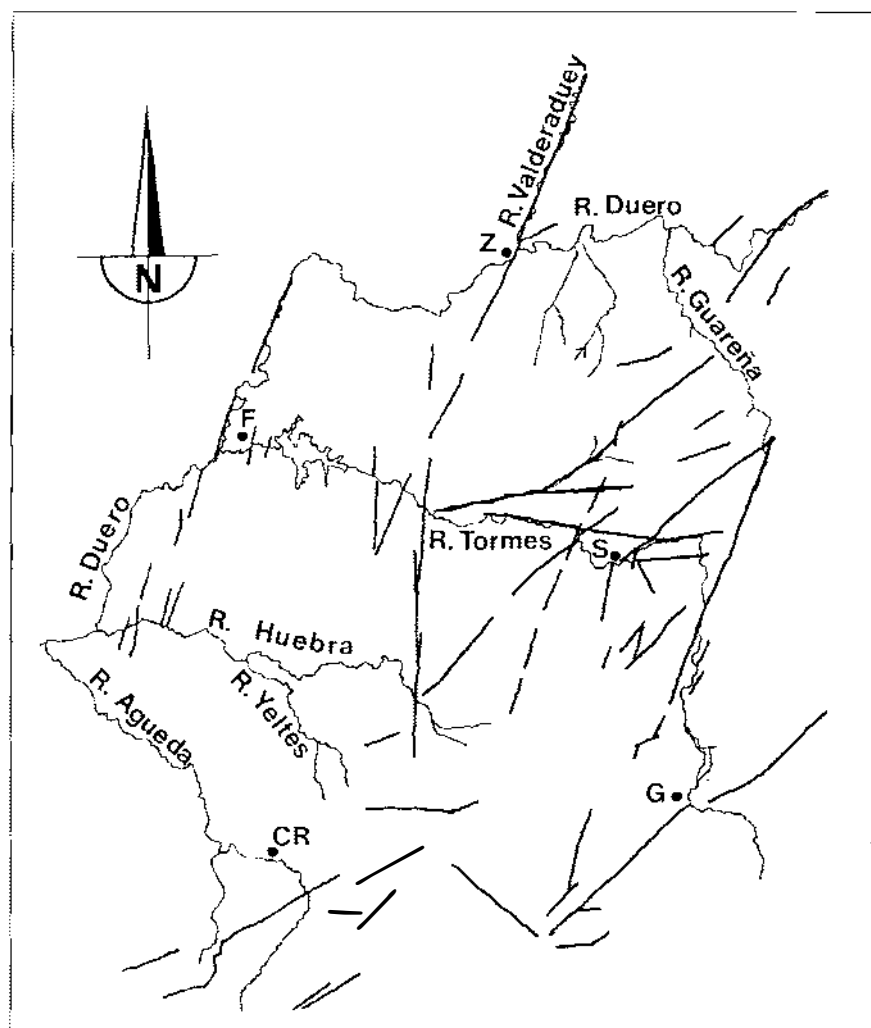


Figura 2.- Esquema de fracturación para el Oeste español deducido de los datos de campo y estudios de teledetección. Z: Zamora, F: Fermoselle, S: Salamanca, CR: Ciudad Rodrigo, G: Guijuelo.

Figure 2.- Faulting sketch of Western Spain deduced from field work and teledetection studies. Z: Zamora, F: Fermoselle, S: Salamanca, CR: Ciudad Rodrigo, G: Guijuelo.

		CORROCHANO (1977)	JIMENEZ (1970, 1973, 1974) I.G.M.E. (1980)	ALONSO (1981) ALONSO y SANCHEZ (1992)
		Zamora	Salamanca y Zamora	Salamanca
Mioceno	medio	Formación Arcósica	Areniscas de Garcihernández o de Cantalapiedra	Arcosas
	inferior	Facies de Pozoantiguo Facies de Mirazamora	Facies de Castillejo	Conglomerados de La Armuña o del Teso de la Flecha
Oligoceno		U. S. Calizas de Valdefinjas Facies de Gema y Villabuena del Puente	Areniscas de Molino del Pico Areniscas de Mollorido	Fm. Areniscas de Molino del Pico
Eoceno	Headoniense	Facies de Toro	Areniscas de Aldearrubia	Fm. Areniscas de Aldearrubia
	Rhenaniense	Facies de Corrales	Areniscas de Cabrerizos	Fm. Areniscas de Cabrerizos
	Neustriense	U. M. Calizas de Cubillos Facies de Valcabado Facies Entrala	Luteciense zamorano (sin identificar en Salamanca)	?
Paleoceno	U. I. n. f. e. r. i. o. r.	Facies de Zamora	Areniscas del Río Almar Areniscas de Salamanca	Conglomerado Silíceo de Los Arapiles Areniscas de la Peña Celestina
		Facies de Montamarta	Ar. de Amatos	
			Capas de Santibáñez	Areniscas de Terradillos
		Costra Ferralítica	Conglomerado Basal	Congl. de la Peña de Hierro

Tabla I: Unidades propuestas por distintos autores para el Paleógeno de las provincias de Salamanca y Zamora.

Table I: Paleogene stratigraphical sections proposed by previous workers to Salamanca and Zamora provinces.

las capas dentro de la unidad muestra un solapamiento expansivo (*onlap*) sobre los materiales del zócalo (Fig. 4).

Su composición es siliciclástica y presenta tamaños de grano que van desde gravas a limos arcillosos. Como constituyentes principales de las fracciones grava a limo están el cuarzo (principal), cuarcita, lidita, feldespatos y otros fragmentos de rocas metamórficas (raros). La fracción arcillosa está compuesta por caolinita (principal) y micas, illita y esmectita (accesorios). En ambas fracciones se observa un aumento en la proporción de los fragmentos más degradables hacia techo de la unidad. Son características la cementación por oxi-hidróxidos de hierro, más intensa en la base, y la aparición hacia techo de cementaciones por sílice.

La sucesión comienza con depósitos conglomeráticos con morfologías canalizadas (relación profundidad/anchura próxima a 1/2) y formados casi exclusivamente por estratificación cruzada en surco de gran y pequeña escala. Estos cuerpos se interpretan como depósitos de canales simples que discurrían por cau-

ces angostos hacia el N y NE, sometidos a grandes descargas de agua y sedimento.

Sobre este nivel se disponen paquetes de conglomerados con tamaños de grano cada vez menores. Muestran morfologías canalizadas cuya relación profundidad/anchura disminuye hacia techo (alcanzando valores de 1/4). Presentan rellenos más complejos con secuencias [Gt -> Gp -> Sp] y [Gt -> Gp -> Sp / Sr]. Hacia techo de la serie se pueden observar lentejones de limos bioturbados (Fm y Fl) que se interpretan como depósitos de llanura de inundación. A techo de la unidad estos limos constituyen niveles tabulares lateralmente persistentes. Se interpretan como depósitos de sistemas trenzados que fluían hacia el N y NE, con cauces cada vez más estables, lo que permite la mejor preservación de la llanura de inundación. La homogeneidad de facies a lo largo de todo el área de estudio, junto con la poca dispersión que presentan las paleocorrientes nos llevan a considerar que estos sistemas salían a la cuenca a partir de angostos valles excavados en el zócalo, sin que se registren aparatos aluviales del tipo abanico al salir estos canales a zonas menos confinadas.

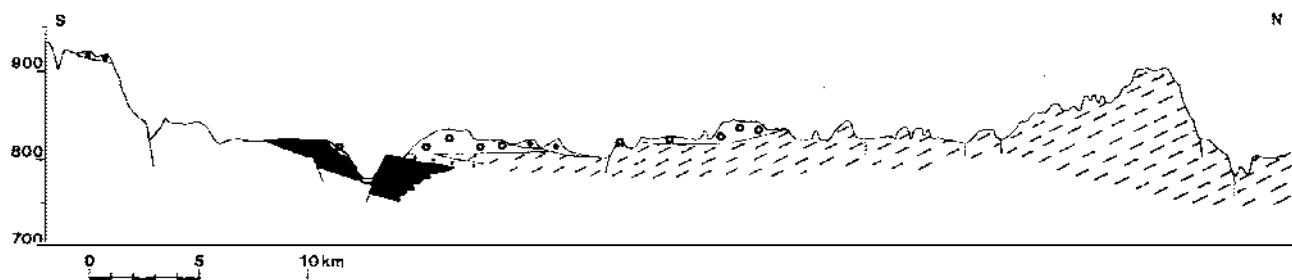


Figura 4.- Corte N-S de la zona de estudio mostrando la disposición de las diferentes U.T.S. propuestas. La leyenda es la misma que la de la figura 1.

Figure 4.- Cross section across a N-S line showing the relationships between proposed T.S.U.s. Legend is the same as figure 1.

Unidad Silíceea

Presenta una extensión algo mayor que la unidad anterior y buzamientos similares (Fig. 1). Su espesor es muy variable (Fig. 3), pudiendo alcanzar los 20 m en Salamanca. Equivale al Miembro Areniscas de la Peña Celestina y Miembro Conglomerado Silíceo de Los Arapiles de Alonso (1981), las Areniscas de Amatos, Areniscas de Salamanca y Areniscas del Río Almar de Jiménez (1970) y la Facies Zamora de Corrochano (1977) (Tabla I). Blanco *et al.* (1982) dataron un cemento alunítico situado a techo de la unidad mediante K/Ar obteniendo una edad de 58 m.a. (Tanetiense). Con todo la edad del conjunto abarcado por la U.T.S. MC puede incluir parte del ciclo finimesozoico (Molina *et al.*, 1989).

Reposa discordante sobre los metasedimentos paleozoicos, inconforme sobre las rocas intrusivas del zócalo hercínico y concordante o paraconforme sobre los sedimentos de la Unidad Siderolítica. La dualidad de este último contacto viene determinada por la naturaleza concordante del contacto en la mayoría de los casos si bien, en unas pocas ocasiones, se han podido observar pequeñas fracturas de dirección NE-SO que afectan a la Unidad Siderolítica y son fosilizadas por la esta unidad (p. ej. en el cerro El Lomo Grande, cerca de Alba de Tormes). Muestra una geometría cuneiforme que se engrosa hacia el NE. La disposición de esta unidad sobre los materiales del zócalo muestra un solapamiento expansivo.

Su composición es siliciclástica y presenta tamaños de grano que oscilan entre gravas y arcillas. Las fracciones grava, arena y limo están compuestas por cuarzo (principal), cuarcita y lidita (subordinados) y feldespato (accesorio). La fracción arcilla es relativamente escasa y está constituida por caolinita (principal), esmectita,

illita y micas (accesorios). Como rasgo distintivo presenta una intensa cementación por sílice (ópalo C y C-T) en todos los tramos (Bustillo y Martín-Serrano, 1980; Blanco y Cantano, 1983). También se puede encontrar goethita y hematites como parte del cemento.

La sucesión presenta un carácter muy monótono. Está constituida por una alternancia de bancos tabulares de gravas con arenas y bancos tabulares limoso arcillosos.

Los bancos de gravas están formados por la amalgamación de cuerpos de geometría canalizada con relaciones profundidad/anchura alrededor de 1/7. Su estructura interna está compuesta por estratificación cruzada en surco de gran y mediana escala estando cada unidad de acreción delimitada por gravas y presentando una secuencia positiva. Se interpretan como depósitos de canales trenzados con formas del lecho que migraban paralelas al eje del canal, lo que implica una baja sinuosidad. Estos canales, por las paleocorrientes deducidas de las estructuras primarias, fluían hacia el NE a lo largo de suaves valles generados tanto sobre el zócalo hercínico como sobre la unidad precedente.

El contacto de estos bancos con los de limos bioturbados suele ser bastante neto. Estos bancos de grano fino suelen mostrar concentraciones de óxidos de hierro ligadas a bioturbaciones. Se interpretan como depósitos de llanura de inundación.

El conjunto de la unidad muestra una tendencia granodecreciente y estratocreciente tanto de los bancos de gravas como de los de lutitas. Estas tendencias se interpretan como la evolución de sistemas trenzados con cauces estables dentro del cual los canales migraban libremente (Fig. 5A). La avulsión del cauce

en un momento concreto provocaba la rápida sustitución de sus depósitos por los de la llanura de inundación. La disminución de la energía hacia techo de la unidad junto con un incremento en la estabilidad de los canales, relacionado con unas menores tasas de avulsión, provocó una disminución en el tamaño de grano transportado así como un incremento en la cantidad de sedimento acumulado entre avulsiones.

U.T.S. P1

Se dispone a lo largo de los bordes del área de estudio (Fig. 1) con un buzamiento general de 7° a 10° hacia el ESE (borde O) y al N-NE (borde S) y un espesor visible de 10 a 40 m (Fig. 3). Es equivalente a lo que se ha denominado en la literatura geológica como «Luteciense zamorano» (Jiménez, 1973) y se corresponde con la Unidad Media definida por Corrochano (1977) para el área de Zamora. En la provincia de Salamanca es equivalente a parte de los materiales de la Formación Areniscas de Cabrerizos (Litofacies de Torresmenudas y base de la Litofacies de Almenara de Tormes) de Alonso (1981) y a la base de la Unidad Arcósica de Cordero *et al.* (1982) (Tabla I). Los restos de peces, quelonios y cocodrílidos hallados en la provincia de Zamora apuntan una edad de Eoceno inferior para esta unidad (Román y Royo Gómez, 1922; Jiménez, 1977; Jiménez, 1982) (Fig. 3).

Se apoya en discordancia (a menudo visible sólo como disconformidad) sobre los materiales del zócalo hercínico o sobre cualquiera de las unidades precedentes (Fig. 4). El conjunto de los depósitos que la integran definen, a grandes rasgos, una geometría cuneiforme que aumenta de espesor hacia el E (a partir del borde O) y NE (a partir del borde S) mientras que hacia los bordes sólo están representados los tramos altos de la unidad (solapamiento expansivo).

Su composición es arcósica o subarcósica y presenta un espectro granulométrico que va de gravas hasta arcillas. Las fracciones grava, arena y limo están constituidas casi exclusivamente por cuarzo y feldespato mientras que la fracción arcilla lo está por mica, esmectita y caolinita. Hacia techo son frecuentes las impregnaciones violáceas por óxidos de hierro de origen edáfico. También pueden presentar cementaciones por sílice o por carbonato en cuyo caso se trata de una cementación muy tardía.

En la mitad inferior (aflorante) los materiales finos son dominantes y constan de lutitas y lutitas arenosas verdes u ocre-verdes, con frecuentes rasgos edáficos, que se interpretan como depósitos de llanura de inundación. En las lutitas se intercalan capas de arenas poco potentes con secuencias [Sm / Sr \rightarrow Fm] que interpretamos como depósitos de desbordamiento o *crevasse-splay*, cuando su geometría es tabular, y como canales de

desbordamiento, cuando forman cuerpos de geometría canalizados (0.7 m de espesor y una anchura de 1 a 3 m). Todos estos depósitos disminuyen progresivamente hacia el techo de la unidad, llegando incluso a desaparecer.

Los materiales gruesos, gravas finas (moda entre 3 y 5 mm) y arenas, forman cuerpos de base canalizada que se intercalan entre los depósitos de desbordamiento en la base de la unidad y son los materiales que caracterizan el techo de la misma. Las características del relleno de los canales varían sustancialmente a lo largo del tiempo. En la base los cuerpos canalizados presentan una relación profundidad/anchura de 1/7 y están constituidos por gravas finas o arenas con estratificación cruzada *epsilon* (Allen, 1963) que pasan a arenas masivas (Sm) y a limos arenosos con abundantes rasgos edáficos (Fm) que se interpretan como depósitos de barras de meandro (*point-bar*). Una característica de este tramo es que los cuerpos canalizados se superponen y cortan formando bancos arenosos multiepisódicos donde las direcciones de migración de las unidades de arenas con estratificación cruzada *epsilon* de dos cuerpos adyacentes son opuestas. Este hecho aboga por el desarrollo de un sistema meandri-forme con una rápida migración de la franja de meandros aguas abajo (N40E, N60E) (Fig. 5B).

En la mitad superior de la unidad se observan bancos tabulares de 5 a 10 m de espesor intercalados entre los depósitos de finos de llanura de inundación. Estos bancos presentan una estructura interna compleja, con frecuentes superficies de erosión planas que delimitan cuerpos tabulares de facies Gp (estratificación cruzada planar de gran escala). Se interpretan como el resultado de la migración de barras con caras de avalancha (Miall, 1981). En otras ocasiones las superficies erosivas delimitan secuencias del tipo Gp / Sp (de gran escala) \rightarrow Sp (de mediana escala). Hacia el techo del banco el espesor de cada uno de los cuerpos tabulares disminuye y, finalmente, se observan arenas masivas localmente muy bioturbadas y con gran cantidad de matriz arcillosa. Los datos de paleocorrientes deducidas de las estructuras muestran un bajo grado de dispersión (N10W, N50E). Consideramos que estos depósitos registran el relleno, por acreción vertical, de canales individuales de baja sinuosidad en los que las formas migraban libremente debido al patrón homogéneo del flujo.

En el techo de la unidad los cuerpos de base canalizada presentan secuencias del tipo [Gt / St (gran escala) \rightarrow St (mediana escala) \rightarrow Sm]. La superposición de estos cuerpos da lugar a bancos tabulares de 7 a 12 m de espesor y una relación profundidad/anchura 1/5. Con todo, los rasgos más característicos son la frecuencia con la que los distintos cuerpos se cortan y la amplia dispersión de paleocorrientes deducidas de

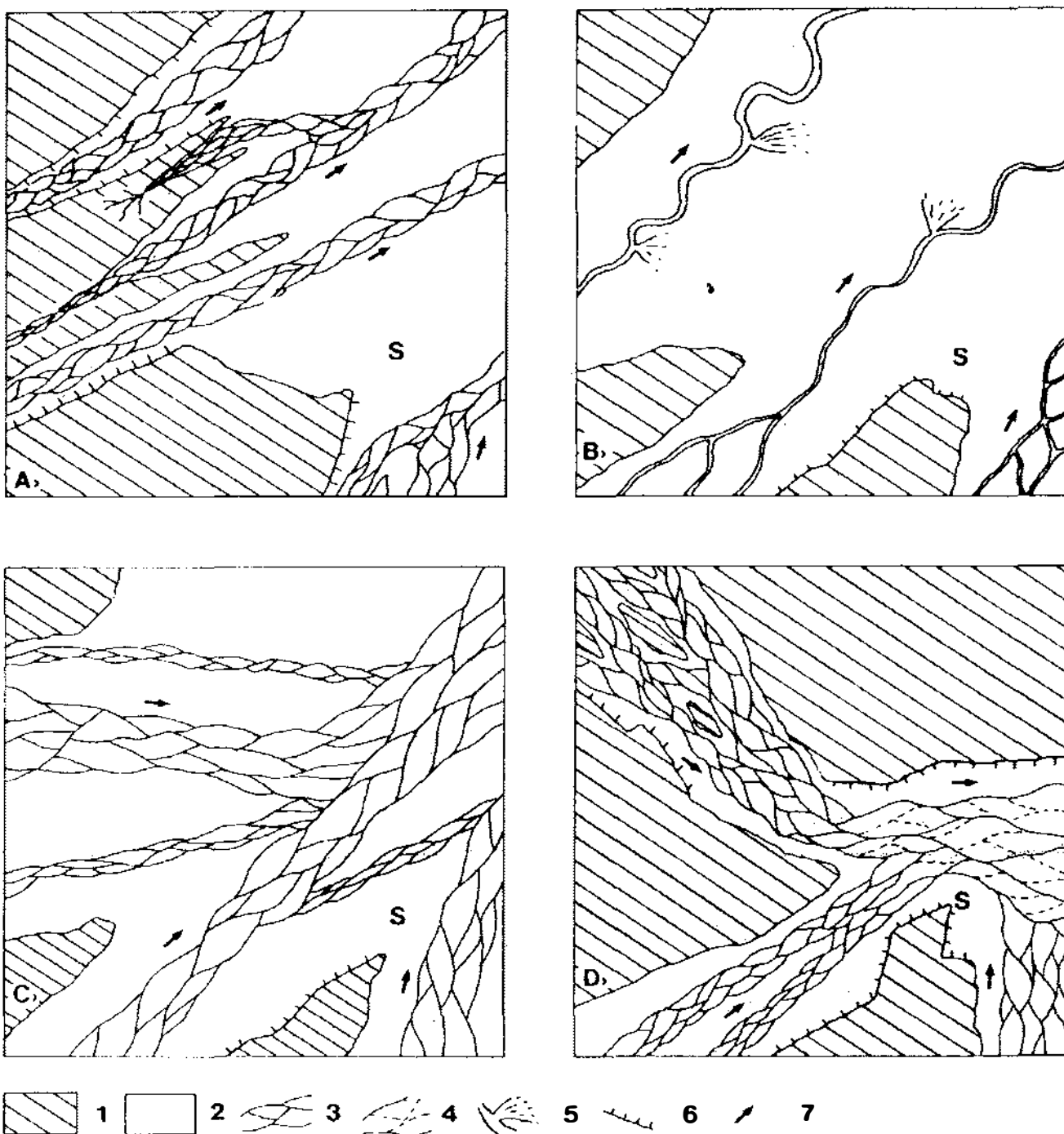


Figura 5.- Esquemas paleogeográficos. A: Techo de la U.T.S. MC (Paleoceno), B: Base de la U.T.S. P1 (Eoceno inferior), C: U.T.S. P2 (Eoceno medio-Oligoceno inferior), D: U.T.S. P3 (Oligoceno superior). S: Salamanca. Leyenda, 1: zonas elevadas, 2: llanura de inundación, 3: cauces trenzados, 4: cauces trenzados de comportamiento estacional, 5: cauces simples y lóbulos de desbordamiento, 6: escarpes residuales de falla, 7: paleodirecciones.

Figure 5.- Paleogeographical sketches. A: Top of U.T.S. MC (Paleocene), B: Bottom of U.T.S. P1 (Lower Eocene), C: U.T.S. P2 (Middle Eocene-Lower Oligocene), D: U.T.S. P3 (Upper Oligocene). S: Salamanca. Legend, 1: higher areas, 2: flood plain, 3: braided streams, 4: seasonal braided streams, 5: single channels and crevasse splays, 6: residual fault scarps, 7: paleocurrents.

las estructuras sedimentarias primarias. Se interpretan como depósitos de canales trenzados de baja sinuosidad.

Sobre los últimos depósitos de la unidad se desarrolla un encostramiento dolomítico-arcilloso (paligorskita) de espesor métrico (1 a 5 m) y extensión regional.

Teniendo en cuenta las características esbozadas para esta unidad podemos concluir que los materiales forman una megasecuencia granocreciente (el centil pasa de 2 mm en la base a 5 cm a techo) y estratocreciente que registra una evolución desde depósitos fluviales de alta sinuosidad hasta otros de baja sinuosidad.

El conjunto de los materiales descritos para esta unidad se ha interpretado en trabajos anteriores como depósitos de sistemas fluviales trenzados dentro de un contexto de abanico aluvial (Alonso, 1981; Cordero *et al.*, 1982). Nosotros no hemos observado, ni en relación al zócalo hercínico ni fuera de él, depósitos proximales de abanico, además la distribución de paleocorrientes no muestran un patrón radial sino lineal. Si a estas consideraciones unimos las características esbozadas para la unidad podemos concluir que se trata de sistemas fluviales con parte de su curso enraizado en el zócalo.

La presencia de encostramientos dolomítico-arcillosos, de escala cartográfica y extensión regional, entre la U.T.S. P1 y la U.T.S. P2, junto con la ausencia de esta última unidad en determinados puntos de la zona salmantina lleva a considerar estos dos conjuntos sedimentarios como unidades independientes separadas por un hiato sedimentario. Este encostramiento pudo generarse previamente a la génesis de la discordancia que limita ambas unidades, tras la discordancia o durante ambos periodos. El mejor desarrollo del encostramiento en la zona occidental puede interpretarse como debido a un mayor tiempo de exposición subaérea desde el final de la sedimentación de la U.T.S. P1 hasta que es fosilizada por la U.T.S. P2, como se deduce de la disposición de esta última unidad en solapamiento expansivo sobre este borde. Con todo, la ausencia de afloramientos en la parte oriental en los que se pueda observar el contacto entre estas dos unidades hace que esta conclusión quede en hipótesis.

U.T.S. P2

En esta unidad se incluyen depósitos que hasta ahora se suponían individualizados por discontinuidades y que han sido datados como Eoceno medio-superior y Oligoceno y otros como Mioceno inferior. Al considerar en continuidad sedimentaria todos estos sedimentos se modifica notoriamente la sucesión estratigráfica propuesta hasta este momento (Tabla I). Por ello, antes de entrar a describir los rasgos generales que la definen, justificaremos esa afirmación.

Dentro de los depósitos eocenos Jiménez (1970, 1972) define dos series de naturaleza siliciclástica y color blanco una (Areniscas de Cabrerizos) y roja la otra (Areniscas de Aldearrubia). Considera que ambas se encuentran en continuidad sedimentaria mediante un tránsito lateral (Tabla I). Los esquemas más recientes (Alonso, 1981) proponen que entre estas unidades existe una disconformidad (Tabla I). Las observaciones que hemos realizado en esta zona confirman la relación propuesta por Jiménez (*op. cit.*) dado que: 1) en el cuadrante SE afloran sedimentos rojos típicos de las «Areniscas de Aldearrubia» interdigitándose con los sedimentos blancos de las «Areniscas de Cabrerizos». Los contactos entre estos dos tipos de depósitos son siempre netos y, en ocasiones, estas interdigitaciones son de escala cartográfica (Fig. 1). 2) Existe una zona de transición constituida por sedimentos siliciclásticos que presentan un contenido en goethita inferior al característico de las «Areniscas de Aldearrubia» y superior al de las «Areniscas de Cabrerizos».

La siguiente modificación afecta al conjunto de conglomerados de color rojo, ricos en matriz arcillosa que afloran en la mayor parte del área de estudio. Estos materiales, que se encuentran representados desde cotas de 800 m hasta los 985 m, fosilizan, según los autores previos, casi toda la serie paleógena (cuyos afloramientos se restringirían a las paredes de los valles fluviales). Han recibido distintas denominaciones (Conglomerado del Teso de La Flecha o de La Armuña de Alonso, 1981; Conglomerado de Castillejo de I.G.M.E., 1980) (Tabla I) y han sido adscritos al Mioceno inferior por su similitud con sedimentos datados como de esa edad en otras áreas. Desde nuestro punto de vista estos sedimentos pertenecen al ciclo paleógeno y su aspecto actual es debido a que aparecen afectados por un perfil de alteración que modifica notablemente las características originales del sedimento, como consecuencia de procesos de argilización y rubefacción. El perfil de alteración tiene una potencia máxima de 7 m, si bien el hecho de que se desarrolle en relación a superficies morfológicas cada vez más bajas hace que esta alteración afecte a gran parte de la sucesión paleógena. Por ello, consideramos que los sedimentos son paleógenos y se encuentran en continuidad sedimentaria con los depósitos infrayacentes, si bien los procesos de alteración se debieron desarrollar durante el Mioceno inferior (Martín-Serrano, 1988; Blanco *et al.*, 1989).

Esta unidad aflora en toda el área de estudio (Fig. 1). Su disposición actual es compleja debido a que se encuentra estructurada en múltiples bloques con buzamientos diversos pero en general dirigidos hacia el E. Nunca se observa la sucesión completa por lo que no se puede estimar su espesor total, con todo, en la zona septentrional se observan sucesiones aflorantes del orden de los 100 m. Es equivalente a gran parte de la Formación Areniscas de Cabrerizos, toda la Forma-

ción Areniscas de Aldearrubia y parte de las formaciones Areniscas del Molino del Pico y Conglomerados del Teso de la Flecha de Alonso (1981). También incluye parte de los materiales de la Unidad Superior definida por Corrochano (1977, 1982) para la zona de Zamora (Tabla I). Se dispone de diversas dataciones para esta unidad que abarcan el lapso comprendido entre la base del Rhenaniense (Eoceno medio) y, de forma algo imprecisa, el límite Eoceno-Oligoceno (Jiménez, 1977) (Fig. 3).

Se dispone discordante (con un ángulo inferior a 8°) sobre la U.T.S. P1 (Fig. 4) o mediante inconformidad sobre las rocas ígneas del zócalo hercínico. Forma una cuña que se engrosa hacia el E mientras que hacia el O y S muestra un solapamiento expansivo sobre los materiales de la U.T.S. anterior.

Consiste en conglomerados, arenas, limos y arcillas de naturaleza subarcósica. Las fracciones grava a limo están compuestas por cuarzo, cuarcita, feldespato (alterado y redondeado), lidita y fragmentos de pizarras y esquistos (más abundantes hacia el E). La fracción arcilla está compuesta por micas, illita, clorita, esmectita y paligorskita. Muestra cementaciones dolomíticas hacia la base y calcíticas a techo. Así mismo se pueden observar silicificaciones tardías afectando a esta unidad.

Las características sedimentológicas de esta unidad han sido ampliamente descritas por diversos autores (Alonso, 1981, 1983, 1984, 1986; Cordero *et al.*, 1982; Corrochano, 1977, 1982; entre otros trabajos) concluyendo todos ellos que se trata de depósitos de sistemas fluviales trenzados enmarcados dentro de un contexto de abanicos aluviales que procederían del O, SO y NO. Nosotros no observamos, ni en relación al zócalo hercínico ni fuera de él, depósitos proximales de abanicos, además, la distribución de paleocorrientes no presenta un patrón radial sino lineal. Si a estas consideraciones unimos el hecho de que los depósitos de llanura de inundación (arenas de geometría tabular con abundantes rasgos edáficos) están muy bien representadas, podemos concluir que se trata de sistemas fluviales con parte de su curso enraizados en el zócalo. Hemos encontrado que estos sistemas fluviales muestran dos patrones de apilamiento diferentes en función de la posición paleogeográfica en que se encuentren. El primero de ellos consta de secuencias de gravas de relleno de canal que se disponen las unas sobre las otras dando paquetes de hasta 30 m sin que medien depósitos finos de llanura de inundación entre ellas. El segundo consta de la superposición de secuencias granodecrecientes compuestas por gravas de canal (1-2 m) que pasan rápidamente en la vertical a depósitos finos de llanura de inundación (1-2 m). El primer caso, lo interpretamos como el resultado de la sedimentación en cauces principales de carácter estable mientras que el segundo correspondería a pequeños canales secundarios que

discurrirían por la llanura de inundación en los momentos de máxima avenida.

De las medidas de paleocorrientes efectuadas en toda la zona de estudio se deduce que durante esta unidad debieron coexistir tres sistemas principales. Uno que partiendo de los relieves del borde O se dirigiría hacia el ESE, otro que parte de las sierras situadas al S y se dirigía hacia el NNE y otro que saliendo de la Fosa de Ciudad Rodrigo (esquina SO del área de estudio, Fig. 1) se dirigiría hacia el NE (Fig. 5C).

Esta unidad muestra una tendencia granocreciente y estratocreciente acompañada por una mayor preservación de los depósitos de llanura de inundación. Esto se interpreta como resultado de un incremento en la estabilidad de los canales a los que cada vez llegaba más sedimento.

U.T.S. P3

Se extiende por todo el área de estudio (Fig. 1) y aparece basculada hacia el O en la mitad occidental mientras que en la mitad oriental lo hace hacia el E. En esta dirección muestra sus mayores espesores, llegando a alcanzar los 60 m (Fig. 3), aunque en áreas próximas supera fácilmente los 100 m.

Es equivalente a las Areniscas de Garcíahernández (Jiménez, 1973) que encuentra Corrochano (1982) en el área de Zamora (Tabla I). En la parte oriental de la provincia de Salamanca corresponde a parte de las Areniscas del Molino del Pico (Alonso, 1981) (Tabla I) y a las Facies Madrigal y Facies Puente Runel (Corrales, 1982; Corrochano *et al.*, 1983).

Esta unidad ha sido adscrita en la Fosa de Albavilloria, E de Salamanca, al Vallesiense inferior (Corrochano *et al.*, 1983) en base a la correlación con sedimentos de las cercanías de Arévalo datados mediante macro y micromamíferos (Crusafont *et al.*, 1968; Alberdi, 1974). Con todo, en áreas más cercanas como la Fosa de Ciudad Rodrigo se le ha adjudicado una edad de Oligoceno (Cantano y Molina, 1987) por su posición con respecto a las unidades infra y suprayacentes y mediante polen (Polo *et al.*, 1987) (Fig. 3). Con la misma edad ha sido datada en el yacimiento de Los Barros (Avila) mediante micromamíferos (Garzón y López, 1978). En nuestra zona de estudio, la posición suprayacente con respecto a depósitos datados como Eoceno superior e infrayacente con los depósitos rojos (Fig. 4) datados como Mioceno inferior en las proximidades de Salamanca (Mazo y Jiménez, 1982) así como el hecho de que frecuentemente se presente afectada por la alteración roja de la misma edad (Martín-Serrano, 1988; Blanco *et al.*, 1989) permiten asignar esta unidad al Oligoceno.

Se dispone discordante sobre las U.T.S. MC, P1 y P2 y sobre los metasedimentos paleozoicos e inconforme sobre las rocas ígneas que forman parte de zócalo hercínico. Presenta una geometría compleja al estar fuertemente condicionada por los corredores tectónicos en los que se aloja y a los que nunca llegó a fosilizar, es por ello que se encuentra en posiciones topográficamente más bajas que el techo de la unidad anterior (Fig. 4). A grandes rasgos, y dentro de la zona de estudio, forma una franja que se ensancha hacia el E incrementando su espesor en el mismo sentido.

Su composición es arcósica o subarcósica y presenta un rango de tamaños de grano que oscila entre gravas (con centiles de hasta 20 cm) y arcillas (muy poco abundantes). Las fracciones más gruesas están constituidas por cuarzo, feldespato (mayoritarios), cuarcita, granito, lidita (subordinados), pizarra y esquisto (subordinados). El contenido de la fracción arcillosa es una mezcla de minerales heredados (micas, caolinita y escapolita) y neoformados (esmectita y paligorskita). La composición de las facies arcillosas es similar a la de la matriz de las facies gruesas. Puede presentar encostramientos carbonatado-arcillosos de espesor entre 20 cm y 2 m constituidos fundamentalmente por calcita y paligorskita. También se pueden encontrar cementaciones silíceas y calcíticas relacionadas con fenómenos diagenéticos tardíos. Es característico el buen grado de preservación de los fragmentos más inestables (feldespatos, fragmentos de esquistos, granitos, pizarras) los cuales muestran un grado casi inapreciable de alteración y, en el caso de los feldespatos, un retrabajado prácticamente nulo con preservación de los hábitos cristalinos.

Se organizan en cuerpos canalizados de gravas y arenas que se cortan los unos a los otros dando bancos de gran continuidad lateral limitados por cicatrices erosivas de orden mayor o encostramientos carbonatados (calcítico- paligorskíticos).

Los cuerpos canalizados de gravas se presentan en dos contextos claramente diferenciados que diferencian dos tipos distintos de canalizaciones en función de su posición paleogeográfica.

Cuando estos cuerpos se disponen directamente sobre el zócalo se alojan en paleovalles relativamente estrechos (generalmente entre 300 m y 1 km, aunque se han observado algunos algo mayores), no se encuentran relacionados con depósitos finos, presentan centiles que fácilmente superan los 10 cm, su relación profundidad/anchura es en torno a 1/5 con anchuras que pueden superar los 15 m, rara vez se cortan los unos a los otros y su organización está caracterizada por secuencias [Gt (gran escala) -> Gp (gran escala) -> Gt (pequeña escala)]. Las unidades de acreción lateral (Gp) presentan una base de gravas gruesas (hasta 7 cm) muy

heterométricas seguidas por gravas finas y arenas con estratificación cruzada de pequeña escala y laminación cruzada algo oblicua a la dirección de buzamiento de la unidad y se encuentran limitadas por la base erosiva de la siguiente unidad. Estos cuerpos registran el relleno de canales de baja sinuosidad (pero no rectos) y un bajo índice de trenzamiento por los que migraban barras laterales (como se deduce de las medidas de paleocorrientes tomadas en las facies Gt y Gp). Estos canales presentan una cierta estabilidad ligada a la existencia de unos márgenes rígidos y pendientes relativamente altas que dificultan su movilidad lateral. La presencia de hidromorfismo, bioturbación, las bruscas secuencias granodecrecientes dentro de las unidades de acreción y las superficies de reactivación que las limitan indican que el comportamiento de estos canales estaba condicionado por un régimen estacional con avenidas muy concentradas seguidas de un periodo importante de aguas bajas.

Los cuerpos canalizados en las zonas de bajo gradiente presentan relaciones profundidad/anchura próximas a 1/2 en algunos casos y espesores que rara vez superan los 3 m. En raras ocasiones se pueden encontrar los restos de bancos arcillosos de geometría tabular interpretados como depósitos de llanura de inundación que se intercalan entre depósitos arenosos de grano fino. Estos últimos presentan una estratificación horizontal en bancos delgados con laminación cruzada en su interior que interpretamos como depósitos de desbordamiento. La secuencia de relleno de canal presenta una base fuertemente erosiva y un relleno simple compuesto por secuencias [Gm -> Gt], [Gm -> Sm] y [Gt -> Sm -> P]. En algunas ocasiones estos cuerpos pueden mostrar unas cuñas laterales de gravas finas y arenas interpretadas como depósitos de desbordamiento de los canales. Estas secuencias suelen presentar hacia la base de la unidad rizorecciones rellenas por calcita que van siendo menos frecuentes hacia techo. A lo largo de toda la columna se observa la acumulación de arcillas de iluviación y neoformación (esmectita) en la base de las secuencias individuales. Estos depósitos se interpretan como sedimentos de canales trenzados con frecuentes cambios de posición por los que, en ocasiones, migraban barras transversas. Estos canales se debieron rellenar mediante avenidas simples de gran poder erosivo como lo indica la rápida secuencia vertical de relleno en la que no se observan superficies internas que registren un carácter multiepisódico del relleno. Estas avenidas pudieron llegar a desbordar los límites del canal dando lugar al depósito de las cuñas marginales cuya prolongación suele coincidir con cicatrices erosivas cóncavas rellenas por sedimentos de facies Gm. La presencia de carbonatos a techo de las secuencias, en los casos en que no se encuentran truncadas, y la acumulación en la base de las mismas de arcillas de iluviación, junto con la importante

neoformación de arcillas implica que entre dos episodios de avenida transcurrió un lapso relativamente prolongado de tiempo sin sedimentación en el que se produjeron los procesos edáficos.

El conjunto se puede interpretar como sistemas fluviales de alto gradiente fluyendo por valles relativamente angostos que al salir a zonas con paisajes más abiertos se diversifican disminuyendo la amplitud de los canales pero aumentando su número (Fig. 5D). Esto se podría asimilar a los modelos de abanico aluvial propuestos en la literatura pero por la longitud del sistema que drena el zócalo (en la zona de estudio supera los 30 km), la ausencia de depósitos que indiquen flujos en masa así como la geometría de la unidad inducen a rechazar esa interpretación.

La evolución vertical de la unidad muestra una tendencia granocreciente y estratocreciente acompañada de un incremento en los rasgos de estacionalidad (mayor neoformación de arcillas y encostramientos más desarrollados) que registra un incremento en la energía de los sistemas trenzados.

CONTROLES SOBRE LA EVOLUCION PALEOGENA

A la hora de considerar los distintos factores que controlan la evolución de este sector de la cuenca hay que hacer una serie de puntualizaciones. En primer lugar hay que tener en cuenta que los sedimentos paleógenos de este sector ocupan un área intramontañosa por lo que su posible relación con posibles variaciones eustáticas es impracticable a la escala de campo del presente trabajo. Por otra parte, la proximidad y monotonía en la composición de las áreas fuente hace que el estudio sobre las procedencias aporte poca información relevante. Por ello este apartado se restringirá a las condiciones tectónicas y climáticas reinantes en esta zona durante el Paleógeno.

Tectónica

El sector que nos ocupa de la Cuenca del Duero presenta unos rasgos tectónicos caracterizados por la presencia al S de un frente de sierra activo con orientación NE-SO y un margen occidental relativamente pasivo que se hunde hacia el E. Los materiales que constituyen los bordes y sustrato de la cuenca se enmarcan dentro de la Zona Centro-Ibérica y están afectados por accidentes hercínicos y tardihercínicos.

La presencia de importantes accidentes tectónicos en la zona ha sido reconocida desde hace tiempo (Jiménez, 1972, 1973; Corrochano *et al.*, 1983). Muestran una gran dispersión de direcciones pero se pueden agrupar en cuatro sistemas fundamentales

coincidentes con las principales direcciones tardihercínicas: NE-SO, E-O, N-S y NO-SE (Fig. 2). Presentan planos muy verticalizados en superficie (Fig. 4) por lo que es muy difícil discriminar el carácter de sus movimientos. Estos sistemas se cortan los unos a los otros, lo que provoca un comportamiento a veces diferente entre los distintos segmentos de una misma fractura. Con todo, su estudio es complicado ya que actuaron en varios momentos y afectaron a todas las unidades paleógenas (Fig. 3). Es por ello que es necesario atender al registro sedimentario para reconstruir la evolución tectónica.

Los primeros rejugos que se pueden ligar al ciclo cenozoico se encuentran afectando al manto de alteración que afecta al zócalo hercínico en esta zona y fosilizados por los primeros sedimentos continentales. Portero *et al.* (1982) asignan estos movimientos a la fase Larámica. Corresponden al levantamiento de esta zona tras un periodo prolongado de estabilidad dando lugar a una complicada paleotopografía fruto de la génesis de sistemas *horst-graben* y la topografía irregular de la base del manto de alteración.

Tras la sedimentación de la U.T.S. MC (Cretácico superior-Paleoceno) y previamente a la de la U.T.S. P1 (Eoceno inferior) y en relación a la fase Neolarámica (Portero *et al.*, 1982) se observa la actuación de accidentes pertenecientes a los sistemas NE-SO y N-S. Estos movimientos generan la discordancia que limita estas dos unidades y que se hunde hacia el E. También relacionados con esta fase aparecen sistemas de *horst-graben* y *semi-graben* de una cierta importancia (como en el caso de la Fosa de Ciudad Rodrigo que se crea en estos momentos) en relación con el sistema NE-SO y otros de pequeño relieve a favor de fracturas N-S. Esta estructuración determina la geometría de la U.T.S. P1 que forma, a grandes rasgos, una cuña que se engrosa hacia el E y con una base irregular calco de la distribución en *horsts* y *grabens*. El paralelismo entre las paleocorrientes y las direcciones principales de fracturación durante este periodo implican una subsidencia diferencial ligada a estos accidentes durante toda la sedimentación.

No se observan accidentes claros que actúen al final de la U.T.S. P1. El límite de esta unidad con la suprayacente es una discordancia cartográfica. Esta discordancia podría deberse tanto a una cierta actividad tectónica como a un periodo de subsidencia marcado entre las dos unidades. La distribución, desde la base de la U.T.S. P2, de los canales a favor de unos ejes de drenaje coincidentes con las principales fracturas que la afectan indica el desarrollo de una subsidencia diferencial a favor de estos accidentes desde el inicio de la unidad. Esto apoyaría el carácter tectónico ligado a fracturas de la discordancia entre las dos unidades (Eoceno inferior-Eoceno medio).

Al final de la sedimentación de la U.T.S. P2 (Eoceno medio-superior) se produce la principal etapa de fracturación de la zona. La actuación de los sistemas E-O y NE-SO provocan el desarrollo de sistemas de *horst-graben* limitados por fracturas de menor importancia pertenecientes a los otros dos sistemas. Estos bloques quedan basculados con diferentes sentidos (ENE, NE) si bien se aprecia un hundimiento generalizado hacia el E de los relieves creados. Estos movimientos producen los mayores cambios en la cuenca al modificar sustancialmente las áreas de sedimentación y las pendientes en la cuenca de forma que las unidades siguientes presentan sistemas sedimentarios de alta energía que se ven forzados a discurrir por zonas muy delimitadas. Por su edad (límite Eoceno superior-Oligoceno), estos movimientos se atribuyen a la fase Pirenaica (Portero *et al.*, 1982).

Los últimos movimientos de carácter tectónico registrados durante el Paleógeno en esta zona afectan al techo de la U.T.S. P3 (Oligoceno). En este momento accidentes N-S y NE-SO producen sistemas de *horst-graben* de pequeño relieve. Corresponderían estos movimientos a la fase Sávica (Portero *et al.*, 1982).

La disposición actual de los sedimentos paleógenos, hundiéndose en graderío hacia el O, es resultado del reajuego de los accidentes anteriores (fundamentalmente del sistema N-S) durante el Neógeno y Cuaternario.

Clima

Las principales aportaciones sobre la climatología del Paleógeno en esta zona se basan en diversos criterios. Así para el Cretácico superior-Paleoceno la presencia de alteraciones y fenómenos diagenéticos resultan diagnósticos. El clima del Eoceno inferior se deduce por criterios texturales y correlación con datos faunísticos de la zona de Zamora. El Eoceno medio y superior presentan abundante fauna y rasgos diagenéticos que permiten la definición del clima. Para el Oligoceno sólo se dispone de datos mineralógicos y texturales. Todos ellos, junto con los rasgos paleohidrológicos que se pueden deducir de las diversas columnas permiten definir la evolución del clima.

El desarrollo de mantos de alteración de tipo late-ritico (alteración fundamental) a lo largo de todo el borde de la cuenca de sedimentación indica claramente que durante la etapa previa al registro sedimentario continental paleógeno las condiciones climáticas reinantes debieron ser de tipo tropical (Jiménez, 1974; Bustillo y Martín-Serrano, 1980).

La presencia en la Unidad Siderolítica de canales de gravas y arenas de grandes dimensiones, con sedimentos bien clasificados, abundante amalgamación de cuerpos, abundantes rasgos de hidromorfía y ausencia de rasgos claros de estacionalidad, nos indican siste-

mas fluviales perennes en condiciones de abundante disponibilidad de agua. Así mismo, la presencia de cementaciones ferruginosas en forma de goethita sugieren condiciones cálidas para la precipitación de esta fase.

El registro de la Unidad Silíceea nos indica condiciones similares a las anteriores. Los canales, al discurrir por paisajes más abiertos, adquieren morfologías más planares pero todavía de gran área. Así mismo, los sistemas fluviales presentan llanuras de inundación bien desarrolladas. Siguen sin observarse rasgos de estacionalidad por lo que cabe considerarlos como canales por los que circula agua todo el año. La presencia de cementaciones silíceo-caolíníticas en los canales y silíceo-caolínítico-ferruginosas en las llanuras de inundación indican que las condiciones cálidas y húmedas persisten.

Así pues, las condiciones tropicales reinantes durante la formación del perfil de alteración sobre el zócalo debieron perdurar a lo largo de la sedimentación de la U.T.S. MC.

En la etapa de sedimentación de la U.T.S. P1 restos paleontológicos hallados en la provincia de Zamora permiten definir unas condiciones tropicales-subtropicales (Jiménez, 1974). Junto a esto, la aparición hacia techo de la unidad de cementaciones carbonatadas, culminando en la costra dolomítico-arcillosa (paligorskita) que marca el límite superior de la unidad, y la mayor frecuencia dentro de los canales de superficies de reactivación y superficies erosivas que indican fluctuaciones importantes del caudal sugieren un desplazamiento hacia una mayor estacionalidad en el clima.

Los restos de quelonios y cocodrilidos hallados en la U.T.S. P2 apuntan hacia un clima subtropical (temperaturas medias por encima de 10°-15°) con variaciones oscilantes de humedad (periodos de aridez) (Jiménez, 1974). Por su parte, Alonso *et al.* (1989) consideran que la neoformación de dolomita-paligorskita observada en relación a los paleosuelos de esta unidad se produjo en condiciones semiáridas o mediterráneas. Esta unidad muestra un mayor desarrollo de las cementaciones carbonatadas que la unidad anterior, aparecen costras carbonatadas de espesor centimétrico y en los depósitos fluviales son más abundantes los rasgos que indican variaciones en el caudal. Así pues, parece que el clima en esta unidad debió mostrar temperaturas cálidas y una estacionalidad cada vez más marcada, aunque sin llegar a presentar unos rasgos de aridez importantes.

La U.T.S. P3 registra el mayor desplazamiento en el clima. Las asociaciones palinológicas encontradas en los sedimentos de esta unidad en la Fosa de Ciudad Rodrigo indican un clima mediterráneo árido (Alonso y Valle, 1987). El alto contenido en arcillas de iluvia-

ción y neoformación (esmectitas) en la base de las secuencias y la frecuencia y espesor (de 20 cm a 2 m) de los encostramientos carbonatados (formados por la asociación calcita-paligorskita) hacia el techo de las mismas abogan por unas condiciones climáticas de mayor aridez, o bien por un clima en el que los periodos áridos son más prolongados que los húmedos. Por otra parte, la inmadurez del sedimento (marcada heterometría, poco redondeamiento, abundancia de fragmentos inestables) implica un grado muy bajo de alteración de las áreas fuentes que se correlacionaría con un déficit en humedad. La granulometría grosera y el tipo de organización del sedimento (importante amalgamación de cuerpos con abundantes superficies erosivas y ausencia de depósitos finos de desbordamiento) indican un régimen hídrico caracterizado por importantes avenidas pero de carácter esporádico (régimen torrencial). Con estos rasgos se puede concluir que el clima durante esta unidad pasa a presentar largos periodos de aridez con una estación húmeda muy corta pero de importantes precipitaciones.

Secuencialidad

Como ya se ha expuesto en los apartados anteriores, la sedimentación del Paleógeno se realizó en una zona caracterizada por un clima tropical a mediterráneo y por un régimen distensivo que provocó la reactivación de las fracturas de direcciones hercínicas y tardihercínicas generando sistemas de fosas tectónicas de mayor o menor importancia en las que se alojaron las distintas unidades tectosedimentarias.

En este contexto más o menos homogéneo se depositaron las distintas unidades generando megasecuencias positivas (U.T.S. MC) y negativas (U.T.S. P1, P2 y P3) que quedan registradas tanto en la evolución vertical de los tamaños de grano como en el espesor de los bancos (Fig. 3).

La megasecuencia positiva que desarrolla la U.T.S. MC, registra el progresivo relleno, bajo un clima tropical y en unas condiciones de inactividad tectónica, de las paleotopografías creadas en la etapa de fracturación que afectó al zócalo. Esto debió favorecer la disminución progresiva de las pendientes de la cuenca y, en último extremo, el desarrollo de sistemas cada vez más evolucionados y estables.

Las megasecuencias negativas que forman las U.T.S. P1, P2 y P3 pueden estar motivadas por dos causas: a) un incremento en el régimen hídrico a lo largo del tiempo (control climático) o b) un incremento de las pendientes deposicionales en el mismo sentido (control tectónico).

El progresivo incremento en los rasgos de estacionalidad hacia techo de las unidades, la presencia de

una subsidencia continuada a favor de accidentes tectónicos y la discordancia a techo de las mismas nos fuerzan a considerar el progresivo levantamiento de las áreas fuente y el incremento en los gradientes de los canales como causantes del carácter negativo de las megasecuencias. Así mismo, la presencia de surcos subsidentes a favor de zonas de debilidad (fracturas) que quedan delimitados por las principales arterias de drenaje, apoyaría este origen tectónico.

EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

Durante la mayor parte del Mesozoico, el Macizo Hespérico representó un área emergida con relieves poco importantes y tectónicamente estable. La ausencia de sedimentación durante este periodo y la actuación de un clima tropical húmedo dieron lugar a la formación de un importante manto de alteración laterítico sobre los metasedimentos y rocas ígneas del zócalo (Martín-Serrano, 1988). Ya a finales del Cretácico, comenzaron a sentirse los primeros pulsos de la orogenia Alpina comenzándose, durante la fase Larámica, a configurar la Cuenca del Duero. La aparición en este momento de paleorrelieves a favor de fracturas N-S, junto con la existencia de paleovalles relacionados con la base irregular del perfil de alteración y unas condiciones climáticas con abundancia de agua provocaron el inicio del rápido desmantelamiento del perfil laterítico. Los sistemas trenzados de las unidades Siderolítica y Silíceas que erosionaron este perfil fueron fosilizando progresivamente los relieves existentes de tal forma que, hacia el Paleoceno la cuenca volvió a adquirir un paisaje compuesto por suaves relieves y vegas amplias densamente vegetadas.

La fracturación de la cuenca y la reactivación de las áreas fuente situadas al S durante la fase Neolarámica trajo consigo un reajuste del paisaje creando pequeños valles tectónicos de dirección N-S. Por estos valles comenzaron a discurrir, al inicio del Eoceno inferior, sistemas fluviales sinuosos que transportaban los restos del perfil de alteración mesozoico. El progresivo levantamiento de las áreas fuente situadas al S junto con el inicio de la definición de una estación seca dentro de las condiciones tropicales reinantes hizo que estos sistemas fueran progresivamente sustituidos por sistemas cada vez menos sinuosos (trenzados) y el desarrollo de momentos de no sedimentación en los que se desarrollaron procesos de encostramiento, cada vez más frecuentes, hasta que al final del Eoceno inferior se produjo una importante interrupción sedimentaria seguida de un basculamiento generalizado hacia el E.

Ya en el Eoceno medio-superior, se reactivaron las áreas fuente situadas al S, y un poco más tarde las del O. Se generaron surcos subsidentes a favor de acciden-

tes N-S y NE-SO de mayor relieve que los del Eoceno inferior. Por ellos fluyeron ríos trenzados de cauce estable que en los márgenes levantados generaron llanuras de inundación preservadas gracias a una mayor subsidencia en las zonas principales de canalización. La progresiva elevación de las áreas fuente del S, mayor que la de las áreas del O, provocó la fosilización de este borde por sistemas cada vez de mayor energía. Con todo, el mejor desarrollo que adquieren los sistemas del O hacia techo de la unidad puede ser explicado mediante la progresiva elevación de este borde como preludio a los movimientos que a techo de la unidad provocarán la fragmentación en bloques del conjunto sedimentario. Como resultado de estas condiciones se dio una disposición progradante hacia el NE de estos sistemas mientras que hacia el O se producía la expansión de la cuenca por relleno. Durante todo este periodo se fue acentuando la estacionalidad del clima, si bien todavía presentaba una abundancia hídrica tal que permitía la existencia de faunas tropicales anfibia.

La fase Pirenaica provocó una reestructuración completa creando nuevos relieves situados dentro de la cuenca, modificando la posición de las zonas de sedimentación y aumentando las pendientes. Así mismo, los bordes de la cuenca, tras esta etapa debieron mostrar sus mayores relieves. El clima pasó a estar caracterizado por periodos prolongados de estiaje y cortos periodos de lluvias torrenciales (mediterráneo árido) en los que grandes volúmenes de sedimento eran aportados a la cuenca mediante sistemas trenzados procedentes del S y O. Este clima marcadamente estacional con breves episodios de drenaje fue el responsable de que, aunque el progresivo levantamiento de las áreas fuente facilitara la llegada de mayores cantidades de sedimento a la cuenca, los sistemas fluviales de esta unidad no llegaran a presentar una disposición progradante sobre los bordes, como las unidades anteriores, sino que se limitaran a distribuir los sedimentos a lo largo de las fosas tectónicas sin llegar a fosilizarlas.

Tras todo esto, un desplazamiento del clima hacia condiciones más húmedas (mediterráneo húmedo) y la fracturación ligada a la fase Sávica marcarían la entrada del Neógeno en la Cuenca del Duero.

CONCLUSIONES

Se propone una nueva división de la sucesión estratigráfica que aflora a lo largo del borde SO de la Cuenca del Duero en cuatro unidades tectosedimentarias separadas por discordancias y que abarcan el registro estratigráfico comprendido entre el Cretácico superior y el Oligoceno (Fig. 3). La definición de la U.T.S. P1 supone la identificación de los materiales del Eoceno inferior en la región de Salamanca. Dentro

de la U.T.S. P2 se incluyen sedimentos atribuidos hasta ahora al Mioceno inferior. Se modifica la posición estratigráfica de los sedimentos arcóscicos atribuidos hasta ahora al Vallesiense y que nosotros incluimos en la U.T.S. P3 (Oligoceno).

Se discuten los factores que controlan la sedimentación de cada una de las unidades: la actividad tectónica que provoca el rejuego en la cuenca de fracturas de direcciones hercínicas y tardihercínicas y la elevación de las áreas fuente y el clima, quien controla el régimen hídrico de los sistemas y los fenómenos diagenéticos que se desarrollan dentro de la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al I.T.G.E. las facilidades dadas para la publicación de este trabajo. Así mismo agradecemos al Dr. C.J. Dabrio y a un revisor anónimo las correcciones y sugerencias realizadas al manuscrito que han contribuido a hacer de éste un documento más preciso y comprensible.

BIBLIOGRAFIA

- ALBERDI, M.T., 1974: El género *Hipparion* en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía, revisión e historia evolutiva. *Trabajos N/Q*, 1: 1-146.
- ALLEN, J.R.L., 1963: The classification of cross-stratified units with notes on their origin. *Sedimentology*, 2: 93-114.
- ALONSO, G., 1981: *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Salamanca)*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. 435 pp.
- ALONSO, G., 1983: Sedimentología de las Areniscas de Villamayor. *Stvd. Geol. Salmantica*, 19: 7-20.
- ALONSO, G., 1984: Evolución del sistema fluvial de la Formación Areniscas de Aldearrubia (Paleógeno superior, provincia de Salamanca). *Mediterránea, Ser. Geol.*, 3: 107-130.
- ALONSO, G., 1986: Paleogeografía del Paleógeno superior-Oligoceno en el SO de la Cuenca del Duero (España). *Stvd. Geol. Salmantica*, 22: 71-92.
- ALONSO, G. y VALLE, M.F., 1987: Paleogeografía del SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). In: J. Civis y M.F. Valle, *Actas de Palinología (Actas del VI Simposio de Palinología, A.P.L.E.)*. pp. 269-275. Universidad de Salamanca.
- ALONSO, G., BLANCO, J.A., SANCHEZ, S., FERNANDEZ, B. y SANTISTEBAN, J.I., 1989: Alteraciones asociadas a los paleosuelos de las Areniscas de Villamayor (Salamanca). *Stvd. Geol. Salmantica*, vol. esp. 5: 187-207.
- BLANCO, J.A., CORROCHANO, A., MONTIGNY, R. y THUIZAT, R., 1982: Sur l'âge du début de la sédimentation dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Attribution au Paléocène par datation isotopique des alunites de l'unité inférieure. *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, 295 (II): 599-562.
- BLANCO, J.A. y CANTANO, M., 1983: Silicification contemporaine a la sédimentation dans l'unité basale du Paleogene du bassin du Duero (Espagne). *Sci. Geol. Mem.*, 72: 7-18.
- BLANCO, J.A., ALONSO, G., FERNANDEZ, B. y SANCHEZ, S., 1989: La alteración rojamiocena sobre las Areniscas de Villamayor. *Stvd. Geol. Salmantica*, vol. esp. 5: 209-222.

- BUSTILLO, M.A. y MARTIN-SERRANO, A., 1980: Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora. *Tecniterrae*, 36: 14-29.
- CANTANO, M. y MOLINA, E., 1987: Aproximación a la evolución morfológica de la «Fosa de Ciudad Rodrigo». Salamanca, España. *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (Geol.)*, 82 (1-4): 87-101.
- CORDERO, P., CORROCHANO, A. y CARBALLEIRA, J., 1982: El Paleógeno del Sector septentrional de la Cuenca de Ciudad Rodrigo (alrededores de Torresmenudas, Salamanca). *Temas Geol. Min.*, 6 (2): 199-207.
- CORRALES, I., 1982: El Mioceno al sur del Río Duero (Sector Occidental). *Temas Geol. Min.*, 6 (2): 709-713.
- CORROCHANO, A., 1977: *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. 336 pp.
- CORROCHANO, A., 1982: El Paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Zamora). *Temas Geol. Min.*, 6 (2): 687-697.
- CORROCHANO, A., CARBALLEIRA, J., POL, C. y CORRALES, I., 1983: Los sistemas deposicionales terciarios de la depresión de Peñaranda-Alba y sus relaciones con la fracturación. *Stvd. Geol. Salmantica*, 19: 187-199.
- CRUSAFONT, M., AGUIRRE, E. y GARCIA, J., 1968: Un nuevo yacimiento de mamíferos del Mioceno de la Meseta española. *Acta Geol. Hispanica*, 3: 22-24.
- GARZON, M.G. y LOPEZ, N., 1978: Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental del Sistema Central. *Estud. Geol.*, 34: 574-578.
- I.G.M.E., 1980: Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. 2ª Serie, nº 426: *Fuentesauco*. Madrid. Serv. Publ. Ministerio Industria. 33 p., 1 mapa plegado.
- I.G.M.E., 1982: Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. 2ª Serie, nº 479: *Peñaranda de Bracamonte*. Madrid. Serv. Publ. Ministerio Industria. 83 p., 1 mapa plegado.
- JIMENEZ, E., 1970: *Estratigrafía y paleontología del borde sur-occidental de la Cuenca del Duero*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. 323 pp.
- JIMENEZ, E., 1972: El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes. *Stvd. Geol. Salmantica*, 3: 67-110.
- JIMENEZ, E., 1973: El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II: Lafalla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas. *Stvd. Geol. Salmantica*, 5: 107-136.
- JIMENEZ, E., 1974: Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica. *Bol. Geol. Min.*, 85 (5): 518-524.
- JIMENEZ, E., 1977: Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora. *Bol. Geol. Min.*, 88 (5): 357-364.
- JIMENEZ, E., 1982: Quelonios y cocodrilos fósiles de la Cuenca del Duero. Ensayo de biozonación del Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmantica*, 17: 125-127.
- MARTIN-SERRANO, A., 1988: *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Inst. Est. Zamoranos Florián de Ocampo, Dip. Zamora. 306 pp.
- MAZO, A.V. y JIMENEZ, E., 1982: «El Guijo», primer yacimiento de mamíferos miocénicos de la provincia de Salamanca. *Stvd. Geol. Salmantica*, 17: 99-104.
- MEGIAS, A. G., 1982: Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas V Congr. Latinoamer. Geol.*, 1: 385-402.
- MIALL, A.D., 1981: Analysis of Fluvial Depositional Systems. *Am. Ass. Petrol. Geol. Educ. Course Notes Series*, 20: 75 p.
- MOLINA, E., VICENTE, A., CANTANO, M. y MARTIN-SERRANO, A., 1989: Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde suroeste de la Cuenca del Duero y Macizo Hercínico Ibérico. *Stvd. Geol. Salmantica*, vol. esp. 5: 177-186.
- POLO, M.A., ALONSO, G. y VALLE, M.F., 1987: Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Stvd. Geol. Salmantica*, 24: 229-245.
- PORTERO, J.M., DEL OLMO, P., RAMIREZ, J. y VARGAS, I., 1982: Síntesis del Terciario continental de la Cuenca del Duero. *Temas Geol. Min.*, 6 (1): 11-37.
- ROMAN, F. y ROYO GOMEZ, J., 1922: Sur l'existence de mammifères lutéciens dans le bassin du Douro (Espagne). *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, 175: 1221-1223.